

12 LANDSAT/MSSデータから地表面アルベドを
推定するためのChen and Ohring (1984)の
方法を改良した大気補正

An advanced Chen and Ohring's (1984) method
for
atmospheric correction of surface albedo inferred from
LANDSAT/MSS data

中川 清隆

上越教育大学・自然系

Kiyotaka NAKAGAWA

Division of Science, Joetsu University of Education, Niigata 943, Japan

1 はじめに

衛星データから地表面アルベドを算出する際には、大気上限での反射日射場の異方性や、衛星と地表面の間に存在する大気による放射の吸収や散乱、衛星センサーの波長特性等、考慮を要する点が多い。衛星データから地表面アルベドを推定するために色々な方法が用いられてきたが(例えば、Otterman and Fraser, 1976; Rockwood and Cox, 1978; Mekler and Joseph, 1983; Chen and Ohring, 1984)、筆者(Nakagawa, 1992; 中川, 1995, 1997; 中川・大井, 1992; 中川・中山, 1995)はChen and Ohring (1984)の方法に改修を加えてLANDSAT/MSSデータやNOAA/AVHRRデータに適用してきた。これは一層大気モデルにLacis and Hansen (1974)のパラメタリゼーションを適用して、衛星で観測される惑星アルベドから直線回帰式によって地表面アルベドを推定する方法である。Lacis and Hansen (1974)は日射全波長域を対象としたパラメタリゼーションであるが、衛星で観測されるのは狭帯域の反射日射である。衛星で観測される狭帯域日射量から全波長日射量への変換係数は大気層の下にある地表面のアルベドに最も敏感なので(Stum et al., 1985)、地表面アルベドを求めようとする際には一定の係数による狭帯域から全波長域への変換は不適切と判断し、波長域を衛星センサーの波長域に限った。このため、Lacis and Hansen (1974)のパラメタリゼーションの方を衛星センサー波長域に適合するように改修して用いた。本稿では、LANDSAT/MSS波長域の地表面アルベドを求める際に筆者が行っている大気補正の方法を記載する。

2 狭帯域地表面アルベドの算出方法

Lacis and Hansen (1974)に従い、地表面はLambert面であり、反射日射場は等方性であると仮定する。まず、LANDSAT/MSS波長域(0.5~1.1 μm)における惑星アルベドを求める。観測された反射日射強度を円周率倍した値を大気上限における反射日射フラックス密度とする。LANDSAT/MSS波長域の太陽定数が全波長太陽定数の51.8%であることから(Thekaekara and Drummond, 1971)、この波長域の太陽定数を700.9W・m⁻²とする。これに地心太陽距離による補正を加えた値で衛星観測された反射日射フラックス密度を割ることにより惑星アルベド α_pを求めることができる。

Lacis and Hansen (1974)のパラメタリゼーションは、地球-大気系内の主要な日射吸収体を、成層圏のオゾンと対流圏の水蒸気、および地表面の三者に限定し、それぞれが吸収する日射量、Astr、Atro、Asur、を次式

$$\begin{aligned} \text{Astr} &= \text{Ao}(x) + \{ \text{Ra} + (1 - \text{Ra})(1 - \text{Ra}^*) \alpha_g / (1 - \text{Ra}^* \alpha_g) \} \{ \text{Ao}(x^*) - \text{Ao}(x) \} \\ \text{Atro} &= \text{Aw}(y) + \alpha_g \{ \text{Aw}(y^*) - \text{Aw}(y) \} \\ \text{Asur} &= [\{ 0.469 - \text{Rr} - \text{Ao}(x) \} / (1 - \text{Rr}^* \alpha_g) + 0.531 - \text{Aw}(y)] (1 - \alpha_g) \end{aligned}$$

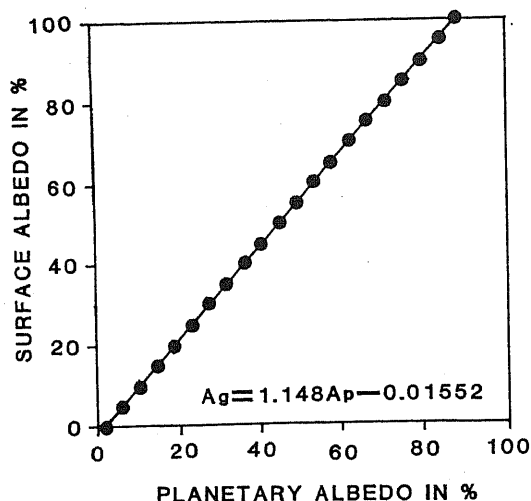
で表す。ここで、AoとAwは、それぞれ、オゾンと水蒸気の吸収関数であり、xとyは地表面まで到達した波長7 μm以下の可視光と波長7 μm以上の近赤外光が通過した大気中の光学的距離であり、x*とy*は地表面で反射された後に大気上限まで到達した反射日射が通過した大気中の光学的距離である。α_gは地表面アルベド、RrとRaは、それぞれ、全大気層とオゾン層よりも下の大気層のレーリーアルベドで、次式

$$\begin{aligned} \text{Ra} &= 0.0690 / (1 + 0.816 \mu) \\ \text{Rr} &= 0.0882 / (1 + 6.43 \mu) \end{aligned}$$

で表される。μは太陽天頂角の余弦であり、Ra*(=0.0453)とRr*(=0.0216)は、それぞれ、オゾン層より下の大気層の日射に対する全天空平均レーリーアルベドと上向き散乱反射日射に対する全天空平均レーリーアルベドである。上記の諸式の数値や吸収関数はLANDSAT/MSS波長域に適合するようにLacis and Hansen (1974)のオリジナル値に修正が施してあり、これらの日射吸収量はすべて大気外日射量に対する比率(0~1)で表現されている。

地球-大気系に入射した日射のうち、系内で吸収されなかったものは、大気外に向けて再射出されるほかないので、惑星アルベド α_pは

$$\alpha_p = 1 - \text{Astr} - \text{Atro} - \text{Asur}$$



第1図 惑星アルベドと地表面アルベドの関係(中川・大井, 1992,より)
 ●は地表面アルベド5%ごとに本稿の方法で求められた関係である。

として求まる。Astr、Atro、Asurは、いずれも、太陽高度、オゾン全量、地上気温、地上気圧、地上水蒸気圧および地表面アルベドの関数である。従って、オゾン全量、地上気温、地上気圧および地上水蒸気圧によって決まる大気構造と太陽高度を一定としておいて、地表面アルベドと惑星アルベドの関係を調査することが可能である。

第1図は、代表的なパラメータの値を与えた場合の地表面アルベドと惑星アルベドの関係をプロットしたものである。太陽高度、オゾン全量、地上気温、地上気圧、地上水蒸気圧を、それぞれ、 45° 、 327.3m-atm-cm 、 13.1°C 、 1012.5hPa 、 13.2hPa と仮定してある。地表面アルベドと惑星アルベドの間にはきわめて明瞭な直線関係が認められる。地表面が10.5%以下の低アルベドの場合には、惑星アルベドは地表面アルベドより高く、逆に、地表面が10.5%以上の高アルベドの場合には、惑星アルベドは地表面アルベドより低くなる。最小自乗法により次式

$$\alpha_g = 1.148 \alpha_p - 0.01552$$

のような回帰式が得られる。決定係数は0.9999となり、ほぼ完全な直線とみなせる。従って、この回帰直線を利用すれば、衛星データから直ちに求まる狭帯域惑星アルベド α_p から狭帯域地表面アルベド α_g を求めることができる。

太陽高度、オゾン全量、地上気温、地上気圧、地上水蒸気圧の摂動に対する感度実験の結果によると、この回帰直線は、太陽高度の変動に対して最も敏感であり、次いで、水蒸気圧の変動に敏感である。狭帯域惑星アルベドを全く誤差無く求められたとした場合、太陽高度に 10° 以上、地上水蒸気圧に 4hPa 以上、オゾン全量に 125m-atm-cm 以上、地上気温に 189K 以上、地上気圧に 4180hPa 以上の誤差のどれか一つが生じない限り、推定された狭帯域地表面アルベドに1%以上の誤差が生じる可能性は無い。

3 おわりに

Lacis and Hansen (1974)のパラメタリゼーションはエーロゾルによるミー散乱を考慮に入れていない。エーロゾルによるミー散乱が顕著な場合には、後方散乱の増加が大気上限での上向き反射日射を増加させ、地表面アルベドの過大評価をもたらす可能性がある。しかし、この場合には、同時に、シングル散乱アルベドの低下が大気上限での上向き反射日射を減少させ、両者の効果がキャンセルし合うので(Pinker and Ewing, 1985)、地表面アルベドの値には大きな誤差は発生しない可能性が高い。

地表面アルベドと惑星アルベドの間にきわめて明瞭な直線関係が存在することは明らかであるので、大気の状態が同一と看做せるターゲット近傍の著しくアルベドの異なる複数地点で衛星と同期して衛星画像画素の地表面アルベドが観測されていれば、惑星アルベドから地表面アルベドへの回帰直線を直接求めることが可能である。しかしながら、地表面アルベドは明瞭な表面形状依存性を有するので(中川・中山, 1995; 中川, 1996)、衛星画像画素に対応する領域の地表面アルベドを正確に観測することは困難である。エーロゾルによるミー散乱を考慮に入れていないという欠点はあるものの、ターゲット近傍の1地点で地上気象要素(オゾン全量、地上気温、地上気圧、地上水蒸気圧)の観測値が入手できれば適用可能である本稿の大気補正法はきわめて実用的である。

謝辞: 日締の都合でこの度のワークショップに参加できなかったにもかかわらず本稿を会議録に投稿する機会を与えて頂いた千葉大学環境リモートセンシング研究センターの竹内延夫教授に心より深謝の意を表します。

文 献

- Chen, T. S. and Ohring, G. (1984): On the relationship between clear-sky planetary and surface albedos. *J. Atmos. Sci.*, 41, 156-158.
- Lacis, A. A. and Hansen, J. E. (1974): A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Mekler, Y. and Joseph, J. H. (1983): Direct determination of surface albedos from satellite imagery. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 22, 530-536.
- Nakagawa, K. (1992): Estimation of surface albedo distribution in Lutzow-Holm Bay and its neighborhood with NOAA/AVHRR data. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 6, 1-15.
- 中川清隆(1995):新潟県上越市高田市街地およびその周辺における地表面アルベド分布の天空率依存性. *地理評.*, 68A, 603-620.
- 中川清隆(1996):都市地表面アルベドの表面形状依存性に関する数値実験. *地理評.*, 69A, 415-435.
- 中川清隆(1997):リュツォ・ホルム湾のアルベド分布. *南極資料*, 41-1, 63-71.
- 中川清隆・中山智映子(1995):関東平野諸都市における表面形状と地表面アルベドの関係. *地理評.*, 68A, 741-760.
- 中川清隆・大井祐成(1992):新潟県長岡市街地およびその周辺におけるLANDSAT/MSS波長域地表面アルベドの分布とその季節変化. *地理評.*, 65A, 769-790.
- Otterman, J. and Fraser, R. S. (1976): Earth-atmosphere system and surface reflectivities in arid regions from LANDSAT MSS data. *Remote Sensing Environ.*, 5, 247-266.
- Pinker, R. T. and Ewing, J. A. (1985): Modeling surface solar radiation: model formation and validation. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 24, 389-401.
- Rockwood, A. A. and Cox, S. K. (1978): Satellite inferred surface albedo over northwestern Africa. *J. Atmos. Sci.*, 35, 513-522.
- Stum, J., Pincus, B. and Ramond, D. (1985): A parameterization of broadband conversion factors from METEOSAT visible radiances. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 24, 1377-1382.
- Thekaekara, M. P. and Drummond, A. J. (1971): Standard values of the solar constant and its spectral components. *Nature, Phys. Sci.*, 229, 6-9.